

## 4

# **La carte morphostructurale de l'Ituri oriental (nord-est du Zaïre) : étude à partir de données satellitaires TM de Landsat**

MOKILI MBULUYO\* et \*\*, ANDRÉ OZER\*\* et JOHAN LAVREAU\*\*\*

*\*Département de géographie et sciences naturelles, Institut supérieur pédagogique de Buta, B. P. 106, Buta, Haut-Zaïre, Zaïre*

*\*\*Université de Liège, Laboratoire de géomorphologie et de géologie du Quaternaire, place du 20-Août, 7, 4000 Liège, Belgique*

*\*\*\*Musée royal d'Afrique centrale, Laboratoire de télédétection, chaussée de Louvain, 3080 Tervuren, Belgique*

### **Résumé**

Cette étude vise à déterminer les conséquences de la tectonique, liée à la formation du rift occidental africain, sur la morphologie du nord-est du Zaïre. L'utilisation des données satellitaires TM de Landsat, appuyée par les observations de terrain, permet une analyse complète et quantitative des principaux traits structuraux de la région et autorise une délimitation de secteurs à lithologie semblable. Les différents traitements numériques des données satellitaires se résument de la manière suivante : 1) correction atmosphérique et étalonnage en réflectance, 2) réduction des effets d'ombre portée par la méthode du logarithme résiduel, 3) analyse en composantes principales, 4) dérivation d'images et composition colorée, 5) compilation numérique des cartes résultantes. Grâce à la vue globale que permet la télédétection, une carte morphostructurale à l'échelle de 1:100 000 a pu être dressée. Elle montre une typologie des escarpements qui délimitent ainsi des zones en place, effondrées ou surélevées. Ce compartimentage de l'Ituri constitue une reproduction, à l'échelle réduite, de la tectonique du rift qui caractérise toute cette partie de l'Afrique centrale.

## 1. Introduction

L'étude présentée ici fait suite aux travaux préliminaires réalisés dans le cadre de recherches en géomorphologie structurale de la région de l'Ituri oriental. Celle-ci, située dans la partie nord-est du Zaïre, couvre un territoire d'environ 8000 km<sup>2</sup> et s'étend, approximativement entre 1°10' et 2°15' de latitude N et entre 29°40' et 30°50' de longitude E. Ses limites naturelles occidentale et orientale correspondent respectivement à la rivière Ituri et au lac Mobutu (fig. 1).

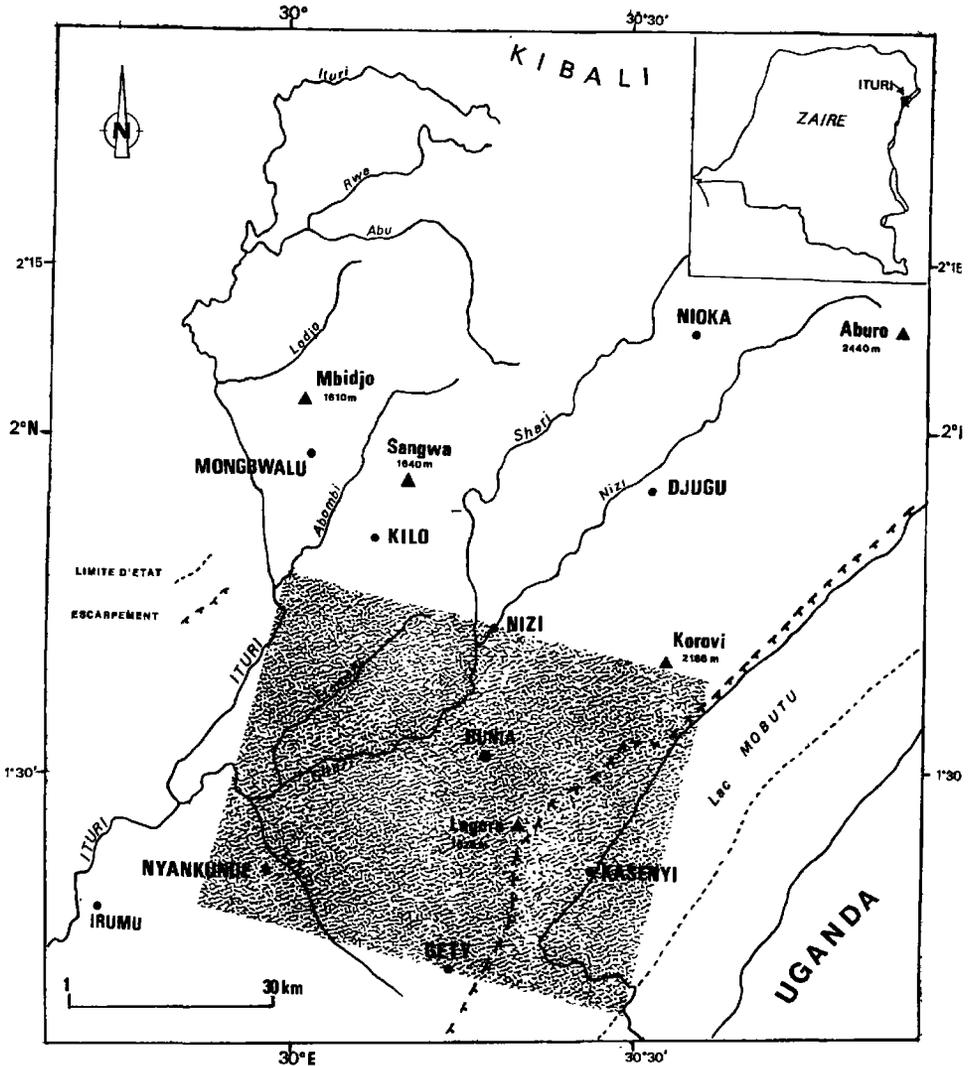


Figure 1. Carte de localisation de l'Ituri oriental; la zone tramée correspond à la sous-scène étudiée

Morphologiquement, elle fait partie de la zone du rift de l'Afrique centrale. Son relief est constitué de collines dont les sommets sont étroits et aplanis. Vus de loin, ces sommets forment une série de plates-formes ou de plateaux plus ou moins étagés qui témoignent de l'existence de surfaces topographiques anciennes. L'altitude générale de celles-ci augmente du sud-ouest (1086 m à Nyankunde) vers le nord-est (2166 m à Korovi). Ce relèvement de la région vers le nord-est trouve son explication essentiellement dans les mouvements tectoniques tertiaires contemporains à la formation du graben albertin (lac Mobutu).

Les mouvements tertiaires ont provoqué des dislocations dans toute la région, si bien que la détermination de leurs conséquences sur la morphologie a depuis très longtemps été la préoccupation principale des chercheurs qui se sont intéressés à la géomorphologie du nord-est du Zaïre (LEPERSONNE, 1949, 1956; RUHE, 1954; MOEYERSONS, 1975; MBULUYO, 1987, 1991). Bien souvent, l'origine des différents talus inventoriés dans l'Ituri a constitué l'objet de nombreuses controverses.

Cette étude aborde la question du rapport entre la tectonique et la morphologie de la région considérée et présente les résultats de l'analyse morphostructurale menée à partir des données satellitaires (Thematic Mapper de Landsat 4). La morphostructure est considérée ici comme un ensemble de formes de relief particulièrement grandes (d'échelle hectométrique à kilométrique) dans lesquelles le rôle de la structure ou des mouvements tectoniques demeure prépondérant. L'analyse est appliquée à la partie méridionale de l'Ituri (zone tramée, fig. 1) dont les images satellitaires offrent les meilleures conditions d'observation et pour laquelle, les données contrôlées de différentes campagnes de terrain sont suffisamment nombreuses et bien localisées.

## **2. Le cadre géologique**

Dans la région étudiée, on distingue deux grandes unités lithostratigraphiques :

- sur les plateaux ainsi que dans la plaine de Bunia, les roches appartiennent au soubassement précambrien, localement rapportées au groupe du Kibali et au complexe gneissique (Archéen) Ouest-nilien. Elles sont formées de schistes, d'amphibolites, de gneiss et de divers granites généralement intrusifs. Un faisceau d'intrusions doléritiques, associé aux différents épisodes tectoniques ayant affecté la région, recoupe les formations précambriennes sous forme de dykes;

- dans la plaine de Kasenyi, par contre, affleurent des sédiments plus récents, datant du Tertiaire à l'Actuel. Dans toute la zone du rift, ils sont groupés en deux principaux étages bien définis : le plus ancien, dénommé formation de Kaïso, date du Plio-Pléistocène; cette formation est constituée de grès tendres et de sables fins et grossiers; le plus récent, appelé formation de Semliki, correspond au Quaternaire moyen et se compose de sables et de graviers.

Du point de vue tectonique, l'Ituri oriental fait partie des zones actives du rift de l'Afrique centrale caractérisées par de nombreuses failles radiales. Certaines d'entre elles, très anciennes, datant du Paléozoïque (VILLENEUVE, 1983), se sont vues réactivées, tout le long du Tertiaire, lors de la formation du fossé albertin. Cette activité tectonique se traduit actuellement par de nombreuses terrasses lacustres formées dans les dépôts quaternaires et récents.

### 3. Méthode et matériel utilisés

#### 3.1. Les données initiales

Les images utilisées ont été enregistrées le 1<sup>er</sup> juin 1989 par le capteur TM de Landsat 4 à la demande conjointe du Laboratoire de géomorphologie tropicale de l'Université de Liège et du Département de géologie et de minéralogie du Musée royal d'Afrique centrale de Tervuren. Elles correspondent à la scène n° y4251207464X0 qui couvre approximativement 32 400 km<sup>2</sup>. Toutefois, à cause de la couverture nuageuse relativement importante dans le secteur nord de la région, nous avons utilisé uniquement la sous-scène méridionale de dimension 2 048 par 2 048 pixels (résolution nominale de TM = 28,5 m) soit une superficie d'environ 3 500 km<sup>2</sup>. Les divers traitements d'images et la réalisation automatique des cartes ont été respectivement exécutés à l'aide des logiciels GM-PCIMAGE et AUTOCAD.

#### 3.2. Les prétraitements des images numériques

Les prétraitements sont choisis en fonction des caractéristiques de la sous-scène utilisée. Bien qu'au départ, celle-ci présentait une quantité considérable d'informations, les prétraitements s'avéraient nécessaires, afin de mieux faire apparaître les propriétés spectrales des objets étudiés.

##### 3.2.1. La correction atmosphérique et l'étalonnage en réflectance

Une correction pour les effets de l'atmosphère peut être réalisée au travers d'un modèle atmosphérique. Les valeurs de la luminance enregistrées par le satellite peuvent ensuite être converties en mesures physiques telle la réflectance du pixel au sol. Pour ce faire, nous avons utilisé le programme 5S proposé par TANRÉ *et al.* (1987) qui permet d'estimer la luminance au satellite ou une cible au sol de dimension déterminée, placée dans un environnement de réflectance connue éventuellement différent de la cible. La luminance au satellite a ensuite été exprimée en DN en se basant sur la table de quantification des signaux fournie par EOSAT, en considérant qu'une cible de dimension infinie et de réflectance 1 aurait un DN de 255. Ces nouvelles valeurs de DN étant des valeurs physiques, elles peuvent être utilisées comme telles dans les raisonnements portant sur la comparaison entre DN dans les différentes bandes spectrales.

##### 3.2.2. Le logarithme résiduel («log. residual») de la luminance

C'est une approche semi-quantitative de traitement d'images développée par GREEN and GRAID (1985). Elle est basée sur l'idée que la valeur de la luminance varie en fonction de la topographie (T), de la réflectance de la cible (R) et de l'illumination de la scène (I).

$$DN = T \cdot R \cdot I$$

Le facteur T se manifeste par l'ombre portée et par la clarté des différentes surfaces en rapport avec leur lambertianité. Dans une région accidentée comme l'Ituri, ce facteur T joue un rôle déterminant dans la réduction des effets de discontinuité essentiellement dus à l'ombre. Il varie d'un pixel à l'autre.

Le facteur R de la formule qui indique le rapport entre l'énergie réfléchiée et l'énergie incidente pour une longueur d'onde donnée c'est-à-dire la réflectance des cibles. Pour les sols,

ce facteur dépend surtout de l'humidité, de la teneur en carbonate, en fer et en matières organiques.

Le facteur I concerne l'éclairement solaire; il est relativement constant pour toute l'image. Il varie cependant notamment en fonction de l'état global de l'atmosphère et de la longueur d'onde.

En mettant en relation les trois facteurs considérés par une série de transformations logarithmiques, on déduit l'équation suivante exprimant la luminance c'est-à-dire à un facteur d'étalonnage près, la valeur numérique (DN) de chaque pixel dans chacun de canal du TM :

$$\text{Log Res} = \log \text{DN}_{i\lambda} - \log \overline{\text{DN}}_i - \log \overline{\text{DN}}_\lambda + \log \overline{\text{DN}}$$

où

$$\log \text{DN}_{i\lambda}$$

est le logarithme de la valeur de chaque pixel  $i$  dans chaque bande spectrale  $\lambda$ ;

$$\log \overline{\text{DN}}_i$$

correspond au logarithme de la moyenne inter-pixel dans chaque bande spectrale;

$$\log \overline{\text{DN}}_\lambda$$

est le logarithme de la moyenne inter-bande, inter-pixel;

$$\log \overline{\text{DN}}$$

désigne la moyenne des moyennes précédentes.

L'application de ce traitement permet, dans une certaine mesure, de corriger (ou d'atténuer) les effets combinés de l'éclairement et du relief.

### **3.3. Les traitements effectifs**

#### **3.3.1. L'analyse en composantes principales**

Le calcul des composantes principales a été effectué sur les images pré-traitées en correction atmosphérique et en logarithme résiduel. Les trois premières composantes expliquent 99,7% de la variance observée parmi lesquelles la première composante principale détient 80,5%. Ce premier axe apparaît, par conséquent, comme une sorte de moyenne des variables originelles de TM (tab. I). Les deux axes suivants expliquent respectivement 15,4% et 3,8%. Les images résultantes de ces derniers axes, n'ont pas apporté plus d'informations que celles qui figurent sur l'image du premier axe. Quant au quatrième axe, qui présente 0,3% de la variance, son image est fortement bruitée. Les images de ces trois derniers axes, pour les raisons évoquées plus haut, n'ont pas été, par conséquent, considérées dans la suite de l'étude.

#### **3.3.2. La dérivation d'images**

Afin de rehausser les discontinuités structurales, but recherché par la présente étude, plusieurs filtres (tab. II) de type Sobel et Prewitt (SCHOWENGERDT, 1983) ont été testés, d'abord sur l'ensemble de l'image, ensuite sur des fenêtres de 512 par 512 pixels. Les opérateurs matriciels choisis ont été appliqués successivement sur l'image brute et sur celles qui sont traitées en

**Tableau I.** Données statistiques de la sous-scène (2048 par 2048 pixels) de l'Ituri, après filtrage des zones nuageuses

Canal	TM1	TM2	TM3	TM4	TM5	TM7	
Longueur d'onde (µm)	450 - 520	520 - 600	630 - 690	700 - 900	1550 - 1750	2080 - 2350	
Valeurs des TM							
Moyenne	79,04	33,01	34,35	81,06	84,23	34,68	
Écart-type	5,91	3,68	6,30	11,44	17,89	11,11	
Matrice de corrélation linéaire							
TM1	1,000	0,819	0,810	-0,144	0,740	0,737	
TM2		1,000	0,900	-0,021	0,815	0,755	
TM3			1,000	0,282	0,867	0,886	
TM4				1,000	-0,135	-0,363	
TM5					1,000	0,936	
TM7						1,000	
Matrice des variances-covariances							
TM1	371,33	304,29	418,37	202,40	473,00	345,92	
TM2		266,67	354,91	198,11	362,00	267,98	
TM3			484,88	243,28	526,97	388,29	
TM4				461,56	165,24	119,00	
TM5					738,44	549,45	
TM7						399,60	
Analyse des composantes principales (CP) : poids des vecteurs (sur base des variances-covariances) et pourcentage de contribution							
CP1	0,401	0,326	0,455	0,224	0,558	0,403	80,5%
CP2	0,045	0,140	0,095	0,880	-0,365	-0,248	15,4%
CP3	-0,357	-0,418	-0,440	-0,415	0,526	0,231	3,8%
CP4							0,3%

composantes principales notamment sur la première composante qui exprime, comme décrit ci-haut, 80,5% de la variance globale. Pour l'ensemble de l'image, les résultats de filtrage provoquent un lissage important alors que sur les fenêtres choisies, ils sont de loin meilleurs.

### 3.3.3. La composition colorée TM5 - TM4 - TM1

La composition colorée TM5 - TM4 - TM1 (fig. 4-2, voir cahier couleur) a été réalisée sur les images prétraitées en logarithme résiduel. Au regard de la faible corrélation existant entre certains canaux initiaux (tab. I), la composition colorée TM5, TM4 et TM1, en rouge, vert et bleu, a donné une image fortement améliorée par rapport aux compositions colorées des images TM brutes.

Tableau II. Opérateurs matriciels utilisés (SCHOWENGERDT, 1983)

Directions	Filtres
Est-Ouest (Sobel "A")	-1 -2 -1
	2 4 2
	-1 -2 -1
Nord-Sud	-1 2 -1
	-2 4 -2
	-2 -2 1
NO-SE	-2 -1 -2
	-1 4 -1
	-2 -1 2
NE-SO	-2 -1 2
	-1 4 -1
	2 -1 -2
ONO-ESE	1 -2 -2
	1 4 1
	-2 -2 1
NNO-SSE	1 1 -2
	-2 4 -2
	-2 1 1
NNE-SSO	-2 1 1
	-2 4 -2
	1 1 -2
Prewitt	1 1 1
	-1 -2 1
	-1 -1 1

À partir de ces images améliorées, ainsi que celles obtenues selon les traitements décrits sommairement plus haut, plusieurs cartes des discontinuités ont été dressées par interprétation visuelle. Celles-ci ont été rassemblées en une seule carte de synthèse. Trois principales étapes ont été nécessaires pour cette élaboration : 1) compilation des calques d'interprétation (1:100 000) des images améliorées; 2) numérisation de cette carte par le logiciel AUTOCAD qui offre la possibilité à la fois de tracer des limites de discontinuités (lithologiques et linéamentaires) ainsi que leurs calculs statistiques; 3) superposition de la carte résultante, à l'aide de l'équation de redressement à partir d'amers connus (coordonnées géographiques et rectangulaires de la triangulation de la région de Kilo-Moto et lac Albert, 1936), avec la carte topographique numérisée. La carte finale obtenue est interprétée sur la base de données recueillies à la fois sur le terrain et sur les divers documents d'archives.

## 4. Interprétation et discussion des résultats

### 4.1. Interprétations lithologique et morphologique

Sur la composition colorée TM5-TM4-TM1 des logarithmes résiduels (fig. 4-2, voir cahier couleur), on reconnaît grâce aux aspects de surface (texture dense ou lâche), deux grands ensembles qui correspondent respectivement aux terrains anciens du socle (Précambrien) et aux dépôts récents (Néogène à Actuel) de la plaine de Kasenyi. Les deux entités lithologiques sont séparées par un escarpement de graben à forte dénivellation topographique et dont les versants sont incisés par de nombreuses vallées plus ou moins rectilignes.

La morphologie est remarquablement bien mise en évidence ainsi que les différents modelés associés à chaque type lithologique connu. Les terrains granitiques présentent un relief doux caractérisé par des vallées peu encaissées et un réseau hydrographique lâche alors que les roches métamorphiques (principalement schistes et amphibolites) se caractérisent par une morphologie accidentée et découpée par un réseau hydrographique profondément encaissé et dense.

Les autres formations lithologiques telles que les dolérites qui se présentent en nappes ou dykes et les itabirites (quartzites ferrifères) sont reconnaissables par leur texture typique et par leur relief vigoureux. Elles traduisent par leur morphologie, les aspects locaux de l'érosion différentielle rencontrée dans la région.

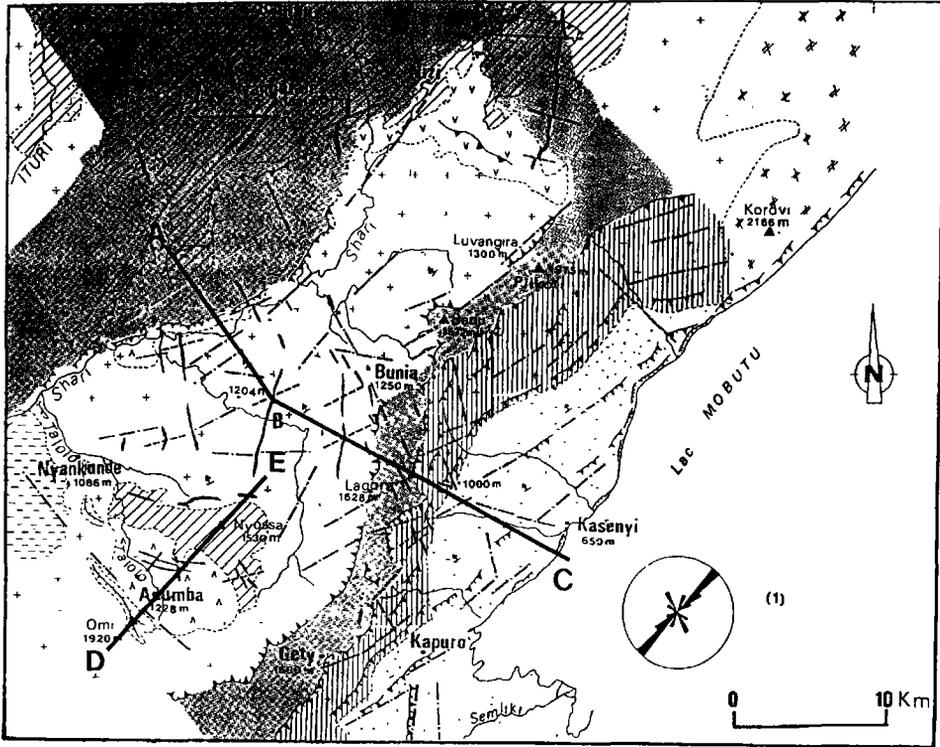
Dans la plaine de Kasenyi, l'image permet de distinguer différentes formations superficielles qui peuvent, selon la connaissance du terrain, être associées à la formation de Kaiso (Plio-Pléistocène) ou la formation de Semliki (Quaternaire moyen). Quant aux dépôts récents (sub-actuels et actuels), ils sont parfaitement rehaussés et on y reconnaît des paléo-réseaux qui constituent des véritables témoins de mouvements tectoniques récents dans la région.

### 4.2. Significations tectoniques des linéaments et typologie des escarpements

La carte télé-interprétative (1:100 000) issue des calques des images améliorées et de leur superposition sur les documents topographiques existants (IGCB, 1955) donne un aperçu de synthèse relatif à la morphostructure de l'Ituri oriental (fig. 3). Cette esquisse cartographique présente également la rosace de principales orientations des linéaments et en complément, deux coupes topographiques schématiques (fig. 4) utiles pour son interprétation. On y reconnaît sans ambiguïté plusieurs unités morphostructurales séparées par deux types d'escarpements. Les plus importants de ceux-ci ont fait l'objet de contrôle *in situ* et leur détermination se fait selon les techniques préconisées dans les travaux de LAGASQUIE (1989) et LAGEAT (1989).

#### 4.2.1. Les abrupts lithologiques

Moins importants que les abrupts de faille (voir plus loin), les abrupts lithologiques sont associés à la présence de roches de résistance différente telles que les itabirites, les dolérites massives et les amphibolites. Certains d'entre-eux se superposent aux talus tectoniques comme c'est le cas pour l'escarpement de Nyangaraie. Ce talus, à pente très adoucie, s'est formé aux dépens des schistes du Kibalien (supérieur) relativement moins résistants que les amphibolites massives (Kibalien inférieur) du niveau sous-jacent.



**LÉGENDE**

**GÉOLOGIE**

- Sables et graviers (Plio-Quaternaire)
- Dolomites et grès d'Irumu (Primaire)
- Granite
- Schistes du Kibalien (Précambrien inférieur)
- Amphibolites du Kibalien (Précambrien inférieur)
- Gneiss (Précambrien inférieur)
- Nappes de dolérites

**TECTONIQUE**

- Failles
  - Fracturation
  - Dykes doléritiques
- } failles et linéaments par télédétection et photogéologie

**UNITÉS MORPHOSTRUCTURALES**

- Abrupts dérivés de failles
- Abrupts lithologiques
- Zones d'escarpement
- Zones surélevées
- Zones effondrées
- Reliefs de résistance différentielle (itabirites et quartzites)
- Niveau altimétrique local
- Pente topographique
- Sommets
- Coupes topographiques (fig. 4.1 et 4.2)
- Coupes topographiques (fig. 4.1 et 4.2)
- Rosace directionnelle des discontinuités linéamentaires (1)

**Figure 3.** Les unités morphostructurales de l'Ituri oriental et les reliefs associés avec la rosace directionnelle des discontinuités relevées sur les différents documents satellitaires

Un autre abrupt lithologique reconnu sans équivoque, est celui qui forme une barrière incurvée limitant vers le nord la plaine de Bunia-Irumu. Il se prolonge vers le nord-ouest, en direction de Bambu, par une série des crêtes courtes et parallèles.

#### **4.2.2. Les abrupts dérivés de failles**

Ils sont reconnaissables par leur allure relativement rectiligne et par leur direction parallèle aux failles télédéetectées (LAVREAU, 1976; MUKONKI, 1980; MBULUYO et LAVREAU, 1989) qui sont localisées généralement en contrebas de l'escarpement.

Sur la carte, les abrupts tectoniques les plus importants sont situés près du fossé et atteignent une dénivellation supérieure à 100 m (talus de Bedu à l'est de la plaine de Bunia); la dénivellation peut être appréciée par le déplacement des dykes qui ont fidèlement enregistré les mouvements relatifs.

Ailleurs, dans les zones éloignées du graben, ces talus sont d'amplitude relativement faible et parfois, dans les roches moins résistantes, fortement modifiés par l'érosion. On les identifie, sur le terrain, par l'orientation des diaclases qui est perpendiculaire à la direction de la faille.

Dans la plaine de Kasenyi, les talus tectoniques sont de faible ampleur et correspondent à de petits ressauts rectilignes (généralement moins de 4 m) en contrebas desquels se forment actuellement des micro-cônes de déjection et des aires dépressionnaires occupées saisonnièrement par des eaux stagnantes. Le long du lac, ces ressauts se terminent par des falaises vives atteignant la dizaine de mètres.

#### **4.2.3. Les unités morphostructurales**

Les plus importantes sont de taille kilométrique et sont représentées sur la carte par des compartiments topographiques découlant des mouvements de différenciation tectonique. Les escarpements qui les limitent sont sans exception des talus tectoniques. On peut distinguer deux principales zones d'effondrement séparées par une série de horsts dont certains atteignent des altitudes considérables (monts Plikoti, 1975 m; Bedu, 1572 m; Lagora, 1628 m; Gety, 1600 m). Sur les coupes topographiques schématisées (fig. 4), elles sont nettement individualisées.

La principale zone d'effondrement est la plaine de Kasenyi à l'est de la région. Elle fait partie des grabens du système du rift de l'Afrique centrale considérés d'âge tertiaire. Plusieurs failles post-kaiso (Pléistocène), signalées plus haut, recoupent les formations fluvio-lacustres. À l'ouest des horsts s'étend la plaine de Bunia. Elle constitue également un graben mais d'amplitude relativement faible. Son alignement par rapport au graben d'Irumu, d'âge précambrien permet, de lui attribuer le même âge. Le soulèvement du Tertiaire a provoqué son basculement, ce qui explique que dans cette plaine, l'orientation générale des cours d'eau est du SSE vers le NNO.

Enfin une zone d'effondrement de dimension très réduite est le graben de Talolo au sud-ouest de la région. Elle est séparée de la plaine de Bunia par le horst du mont Nyossa (1533 m).

Des cas similaires d'unités morphostructurales d'échelle variable peuvent être mis en évidence dans toute la région et soulignent l'importance de la tectonique cassante dans la mise en place de grands volumes morphologiques.

## **5. Conclusion**

Cette étude montre le rôle prépondérant de la tectonique sur la morphologie de l'Ituri. Dans les secteurs de la région où la géologie est suffisamment connue comme dans ceux dont les

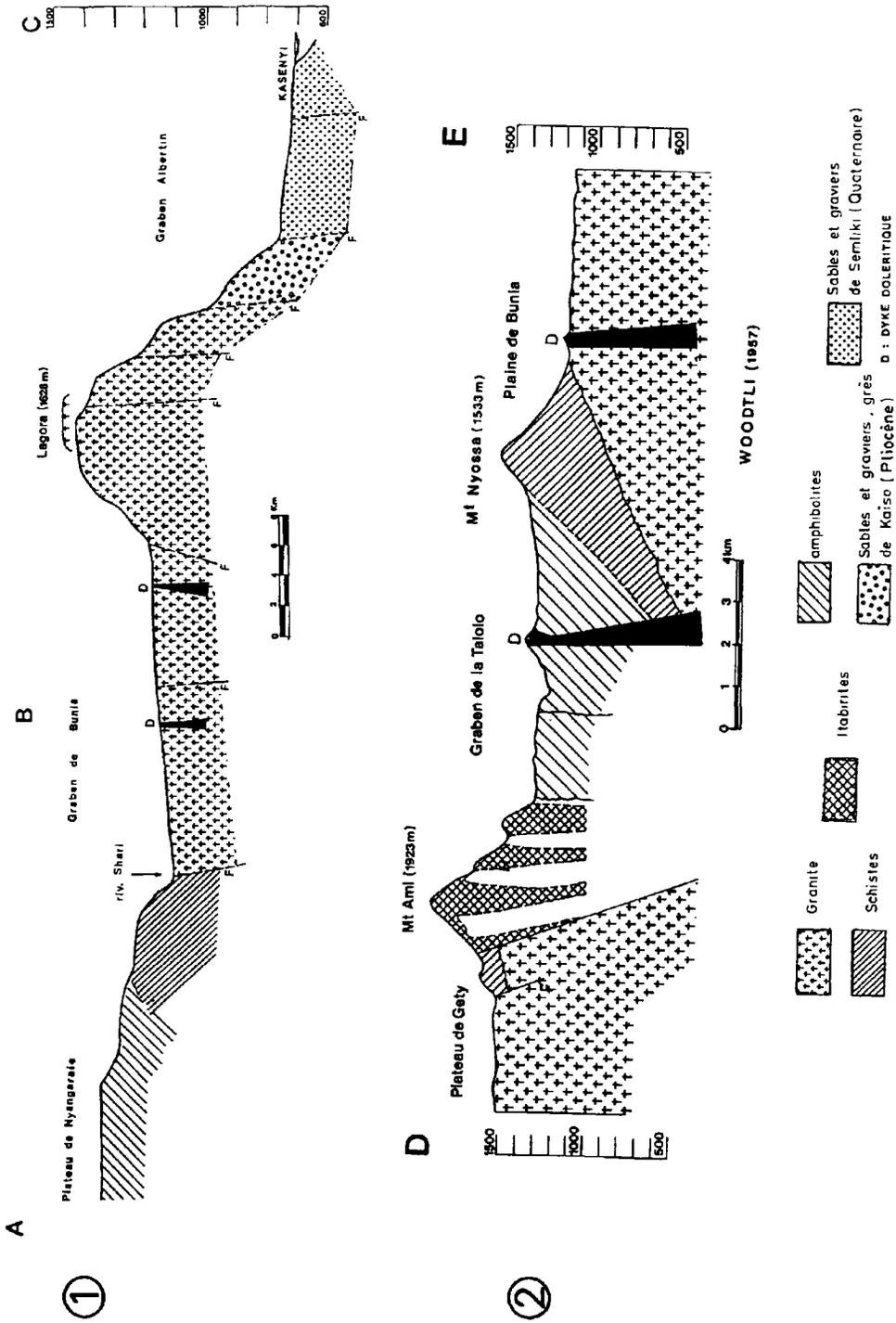


Figure 4. Coupes topographiques schématiques de l'Ituri oriental

connaissances géologiques sont encore peu avancées, chaque type d'analyse ou traitement d'images a apporté de nouveaux éléments complémentaires pour une meilleure compréhension de la structure géologique. La télédétection a privilégié particulièrement deux domaines de la cartographie.

Du point de vue de la cartographie géologique, la carte interprétative des documents satellitaires TM donne des résultats pertinents pour la reconnaissance de formations lithologiques de l'Ituri particulièrement dans les zones situées en dehors des secteurs miniers et où les cartes sont schématiques et sommaires. En dépit de limites lâches ou douteuses dans certaines de ces zones, les cartes obtenues constituent de véritables tests de fiabilité des différents documents cartographiques utilisés dans le travail et sur lesquels on peut désormais s'appuyer avec certitude.

À partir de différentes plages lithologiques identifiées sur les documents satellitaires, la reconnaissance de la morphologie et de différents modelés associés aux principales formations lithologiques de la région a été facilitée. L'identification de ces différents aspects du paysage s'est révélée de très grande utilité lors de la campagne de terrain en donnant un cadre plus précis à nos observations in situ.

Du point de vue de la cartographie structurale, les images satellitaires (Landsat TM) ont mis en évidence deux systèmes orthogonaux de dislocation datant d'épisodes tectoniques différents :

- des fractures NNO-SSE caractérisées dans la plupart des secteurs de l'Ituri par des intrusions de dolérite. Elles sont les plus anciennes puisque les intrusions sont légèrement métamorphiques (un âge radiométrique minimum d'environ 800 millions d'années a été obtenu, PASTEELS, communication personnelle). Cet âge ancien constitue la limite à partir de laquelle les accidents rhégnatiques de cette orientation ont cessé d'être très actifs;

- des fractures NNE-SSO qui localement deviennent ENE-OSO. Elles coupent les fractures anciennes liées aux intrusions doléritiques, ce qui prouve leur postériorité par rapport à ces dernières. Ce second épisode tectonique majeur a connu son grand développement à l'Eocène au moment de la mise en place définitive du graben albertin. Ce mouvement tectonique se poursuit encore de nos jours par le soulèvement du bord occidental du fossé (d'où son profil dissymétrique) et par la création, dans les séries sédimentaires plio-quadernaires à l'intérieur de celui-ci, de demi-grabens à profil asymétrique.

Ces deux systèmes de dislocation sont, à l'origine, des failles radiales qui délimitent des blocs de dimensions très variables et qui confèrent, à la région étudiée une structure tectonique en damier. Considérant l'ensemble de territoires voisins du rift, le découpage de l'Ituri oriental constitue la reproduction, à l'échelle réduite, de la tectonique générale du rift africain.

## 6. Références

- IGCB (Institut géographique du Congo belge) 1955. Atlas topographique de Kilo-Moto, 12 planches.
- GRENN, A. A. and GRAID, M. D. 1985. Analysis of aircraft spectrometer data with logarithmic residuals. Proceeding of the First Airborne Imaging Spectrometer data Analysis Workshop, Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, p. 111-119.
- LAGASQUIE, J. J. 1989. Fracturation et étagement des surfaces d'érosion dans un socle : l'exemple de Millas (Pyrénées-orientales). Bulletin de l'Association des géographes français, Paris, n° 1, p. 36-41.
- LAGEAT, Y. 1989. Notion de la forme structurale dans les socles. Bulletin de l'Association des géographes français, Paris, n° 1, p. 3-11.

*Carte morphostructurale de l'Ituri oriental (nord-est du Zaïre) : étude à partir de données TM*

- LAVREAU, J. 1976. Étude photogéologique de la région de Djugu-Mahagi-lac Mobutu (nord-est du Zaïre) et Uganda. Département de géologie et de minéralogie, Musée royal d'Afrique centrale, Tervuren, Belgique, rapport annuel 1975, p. 113-121.
- LEPERSONNE, J. 1949. Le fossé tectonique lac Albert-Semiliki-lac Edouard : résumé des observations géologiques effectuées en 1938-1939-1940. Annales de la Société géologique de Belgique, n° 71, p. 1-92.
- LEPERSONNE, J. 1956. Les aplanissements d'érosion du nord-est du Congo belge et des régions. Académie des sciences coloniales, Sciences naturelles et médicales, 108 p.
- MBULUYO, M. K. 1987. Les formations superficielles du bassin de Mongwalu, contribution à la connaissance géomorphologique du Haut-Ituri (nord-est du Zaïre). Mémoire de maîtrise en géologie de terrains superficiels, Université de Liège, 55 p.
- MBULUYO, M. K. 1991. Les principales entités géomorphologiques de l'Ituri oriental et les faciès cuirassés associés. Hommage au professeur J. Alexandre, Afrique centrale : géomorphologie et géologie récente, Bulletin de la Société géographique de Liège, n° 27, 139-149.
- MBULUYO, M. K. et LAVREAU, J. 1989. Apport de la télédétection à la connaissance de grands traits structuraux du bassin du Haut-Ituri (nord-est du Zaïre). Département de géologie et de minéralogie, Musée royal d'Afrique centrale, Tervuren, Belgique, rapport annuel 1987-1988, p. 165-172.
- MOEYERSONS, J. 1975. Les surfaces d'aplanissement et les cycles géographiques dans le nord-est du Zaïre. Annales de la Société géologique de Belgique, n° 98, p. 439-448.
- MUKONKI, M. 1980. Application de la télédétection à l'étude du système des fossés de l'Est Africain. Thèse, Université Pierre-et-Marie-Curie, Paris VI, 2 tomes, 97 + 168 p.
- RUHE, R. V. 1954. Erosion surfaces of central African high plateaus. Publication de l'Institut national des études agronomiques au Congo, série scientifique, n° 54, 38 p.
- SCHOWENGERDT, R. A. 1983. Techniques for image processing and classification in remote sensing. Academic Press, 49 p.
- TANRÉ, D., DEROC, C., DUHAUT, P., HERMAN, M., MORCRETTE, J. J., PERBOS, J. and DESCHAMPS, P. Y., 1987. Simulation of the satellite signal in the solar spectrum (5S). 149 p.
- VILLENEUVE, M. 1983. Les sillons tectoniques du Précambrien supérieur dans l'est du Zaïre; comparaison avec les directions du rift-est Africain. Bulletin du Centre de recherche et d'exploitation du pétrole, vol. 7, n° 1, p. 163-174.